Die Grüngesteine der Großvenediger-Nordseite (Oberpinzgau, Salzburg), I.

Von Heinz G. Scharbert

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Wien

Mit 4 Textabbildungen

(Vorgelegt in der Sitzung vom 13. Dezember 1956)

1. Einleitung.

Die Österreichische Akademie der Wissenschaften subventionierte die Aufnahmsarbeiten während mehrerer Sommer, wofür ihren maßgebenden Herren, besonders Herrn Prof. Machatschki, mein wärmster Dank ausgesprochen sei. Die erforderlichen Mittel wurden aus den Suess- und Oelzelt-Stiftungen bereitgestellt. Ebenso gilt mein Dank meinem verehrten Vorstand, Herrn Prof. Leitmeier, der diese Arbeit anregte.

Die Begehungen dehnten sich in Ost-West-Richtung vom Krimmler Kamm bis zum Hollersbachkamm aus. Im Norden war hauptsächlich die Salzach Grenze des Begehungsgebietes. Die Südgrenze ist unregelmäßig: am Habachkamm reicht sie bis zum Tauernhauptkamm, läuft über die Hohe Fürlegg zum Käferfeld im Untersulzbachtal, von dort etwa über den Wartkopf zur Berndlalm im Obersulzbachtal, von wo aus sie über den Foiskarsee und den Humbachkarkopf ins innere Söllnkar verläuft (Abb. 1).

Es ist dies das Gebiet des Nordostendes des Venediger-Zentralgranitgneises, der sich hier bekanntlich in vier Zungen spaltet, die aber mindestens zwei gesonderte und altersverschiedene Intrusionen repräsentieren.

Der Zweck der nun folgenden Ausführungen ist es, eine möglichst detaillierte Beschreibung jener Gesteine zu geben, die in den Bereich Amphibolit—Grünschiefer fallen. Im ersten Teile sollen die Vorkommen zwischen den beiden Sulzbachzungen besprochen werden, im zweiten jene zwischen südlicher Sulzbachzunge und Habachkern und im dritten die mächtigen Amphibolitmassen des oberen Habachtales und des Hollersbachtales.

Schon vor mehr als 100 Jahren wurden die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes, ja der gesamten Hohen Tauern, von Peters und Stur (26 bzw. 31) im wesentlichen klar erkannt. Bereits letzterem ist die Gliederung in Zentralgneis, Schieferhülle und „altkrystallinisches Gebirge" zu verdanken. Auch Peters verwendet den Begriff „Centralgneiss". Beiden waren, wie aus ihren Berichten hervorgeht, anscheinend die Zentralgneiszungen bekannt, wenn sie auch nicht offen von Zungen reden. So finden

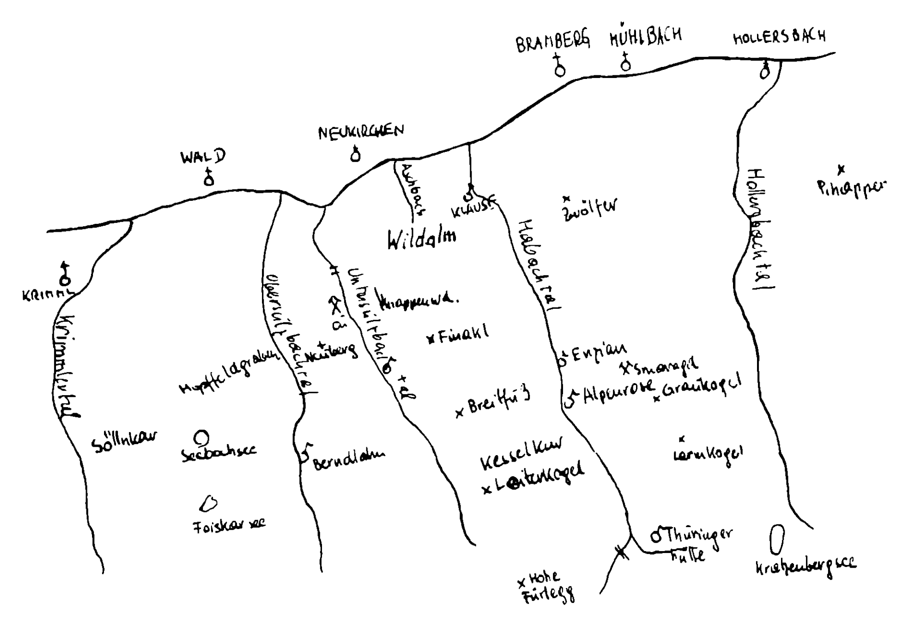


Abb. 1. Topographische Situationsskizze des begangenen Bereiches. Maßstab 1 : 200.000.

wir bei Stur (p. 843) folgende Bemerkung: „In der Fortsetzung der Richtung der Schieferhülle fand jedoch Herr Dr. Peters im Centralgneiss Glimmerschiefer eingelagert, in denen noch an einzelnen Stellen, wie am Sölln-Kogel im Krimmler Thale, die Chloritschiefer auftreten. Soll man diese Thatsache nicht als Andeutung betrachten, daß die hier fehlende Schieferhülle (zwischen Habach- und Krimmlerthal) ganz in Centralgneiss umgewandelt worden ist, und der Glimmerschiefer und Chloritschiefer des Sölln-Kogels bloß zurückgebliebene Theile desselben sind, die der Umwandlung zu widerstehen vermochten?" Peters spricht

unter anderem auch von einem „Zerfahren der Gneissmassen in einzelne Züge“, der Zentralgneis galt beiden Forschern für eine besondere Ausbildungsart der kristallinen Schiefer.

Demgegenüber erkannte Löwl (25) das jüngere Alter des Zentralgneises gegenüber der Schieferhülle und dementsprechend auch eine spätere durch „Bruch und Faltung“ entstandene Wechsellagerung von Gneiszungen und Schieferzwickeln. Er war es auch, der die Zentralgneiszungen von Nord nach Süd in Sulzbach-, Habach- und Venedigerzunge einteilte.

Die erste groß angelegte petrographische Bearbeitung des gesamten Venedigergebietes schrieb Weinschenk (36, 37), in der die auftretenden Gesteinstypen der Reihe nach durchbesprochen und weitgehende genetische Schlüsse gezogen werden. Auch wird der unsymmetrische Bau des Venedigergebietes klar gezeigt und durch ein Kärtchen illustriert.

Dem geologischen Zeitgeist der ersten Jahrzehnte unseres Jahrhunderts gehorchend, wurden auch im Venedigergebiete Decken konstruiert. Kober unterschied in den westlichen Tauern die Zillertaler, Tuxer und im Norden, als tektonisch tiefstes Element, die Ahorndecke (16). In (17) spricht er jedoch von einem Krimmler, einem Habach- und einem Venedigerkern. Im Norden spalte der Ahornkern ab und tauche im Osten unter den Krimmler Kern. Dieser trüge die Mulden in sich. Dann käme der Habachkern und endlich der Venedigerkern.

Staub (30) hingegen unterschied in den Tauern überhaupt nur zwei tektonische Einheiten, die untere Venedigermasse und die obere Glocknerdecke. Im Westen kennt er dementsprechend nur die Venedigermasse, außerdem fehle für eine Deckentrennung das Mesozoikum. Die Auflösung in Zungen wird durch Rückfaltung erklärt. Kober sieht in den Schieferzwickeln zwischen den Zungen Mulden. Beiden Herren gilt der Zentralgneis für eine karbonische Intrusion, also alpidisch passiv.

Kölbls aufsehenerregende Untersuchungsergebnisse (19) brachten das Tauernfenster ins Wanken. Er stellte nämlich fest, daß im Bereiche Rosental—Bramberg ein „breiter Streifen typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster hineinstreicht“ (p. 59). Diese Gesteine stehen mit dem Zentralgneis in Primärkontakt, daher muß letzterer jünger sein. Außerdem liegt der Kontakt dann tektonisch noch über der Oberen Schieferhülle, die Intrusion kann also als alpidisch erfolgt angenommen werden.

Weitere Untersuchungen unternahm Hammer (9, 10, 11), der allerdings die Quarzphyllite, Graphitphyllite und Porphyroide

des Nordteiles des Habachkammes zur Unteren Schieferhülle rechnete.

Cornelius (2) kam mit seinen Begehungen leider nur bis an den Ostrand der Habachzunge, wo er den bemerkenswerten Andalusitfund machen konnte. Hier nahm auch er an, daß das Venedigermassiv im Nordosten mit seinen Hüllgesteinen in primärem Intrusivkontakt stünde. Die Möglichkeit der Anwesenheit von Grauwackengesteinen südlich der Salzach wird nicht abgelehnt. Kölbls und Cornelius' Aussagen sind diesbezüglich wohl von nicht zu unterschätzender Schlagkraft.

Frasl (7) kartierte in den letzten Jahren das Gebiet der beiden Sulzbachzungen und die dazwischenliegenden Schieferstreifen („Knappenwand-" und „Habachmulde"). Er tritt für eine krasse Trennung der Gesteinsserien durch die Salzach ein und versucht dies durch verschiedene B-Achsenlagen zu untermauern.

In neuester Zeit sind Aufnahmen durch Karl und Schmidegg im Gange.

2. Der Zentralgneis.

Einiges soll hier schon über dieses Gestein gesagt werden.

Ich habe in der Einleitung schon hervorgehoben, daß es Löwl war, der die Zungen mit ihren heute gebräuchlichen Namen belegte. Seine Arbeit beginnt mit dem Satz: „Das Kerngestein der Tauern, für das sich der Name Centralgneis eingebürgert hat, ist ein echter, intrusiver Granit." Löwl führt die basischen Knollen, die ja bekanntlich ein weitverbreitetes Phänomen und sozusagen das Erkennungsmerkmal sind, als Beweis für die Eruptivnatur des Venedigerkerns an und sieht darin ein genetisches Unterscheidungsmerkmal gegenüber den „Flasergraniten und sedimentären Gneisen". Die sehr wechselvolle Typenausbildung der unter „Zentralgneis" zusammengefaßten Gesteine war Löwl schon klar. Das Ergebnis seiner Forschung an den Zentralgneisen war die Erkenntnis, daß der ungegliederte Granitkern im Nordosten in drei Zungen ausläuft, die knollenfrei und glimmerarm sind und als Horste aufgefaßt werden. Die Möglichkeit mehrerer zusammengeschweißter Kerne wird angenommen.

Nicht viel später kam Weinschenk, dessen Ergebnisse kurz folgende sind: Als reine Intrusivgesteine sind sie im Zentrum richtungslos struiert, während sich in den Randpartien parallel struierte Varietäten finden (36). Letztere werden teils primär, teils sekundär gedeutet. Auch die von mir weiter unten beschriebenen basischen Gänge waren Weinschenk aufgefallen.

Ebenso die basischen Knollen. Die vielfach nicht in das granitische Bild passenden Gesteinsbestandteile, wie Chlorit, Zoisit, Epidot, Kalzit, sind hier tatsächlich primär und Weinschenk erklärt sie bekanntlich durch seine Piëzokristallisationstheorie.

Kölbl konnte beobachten, daß der Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge (die Unterteilung in nördliche und südliche Sulzbachzunge stammt von ihm, Löwl erkannte nur drei) in primärem Intrusivverband mit den ostalpinen Gesteinen der Grauwackenzone stünde. Cornelius bestätigt diese Beobachtung (2), und ich habe das auch sehen können. Und nicht nur auf der Wildalm, sondern auch nördlich und nordöstlich der Habachzunge finden wir Grauwackengesteine in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit. Cornelius (3) stellt uns nun vor die peinliche Entscheidung, das Tauernfenster ad acta zu legen oder die Intrusion des Venedigergranites in toto jung zu machen, jünger als die Überschiebung des Penninikums durch die ostalpinen Elemente. Kennt man nun den vermutlich uralten, mehrmals überprägten Habachkern, so muß man die zweite Möglichkeit ablehnen. Allerdings bliebe dann immer noch der Ausweg einer jüngeren Intrusion der Sulzbachzungen gegenüber dem Habachkern und an dessen Nordostende eine junge Mobilisation. Ist mir jedoch äußerst unwahrscheinlich.

In der Entstehungsgeschichte des Zentralgneises denkt sich nun Kölbl (19, p. 55) nach Auskristallisation von Biotit und Plagioklas unter Tiefengesteinsbedingungen eine Unterbrechung der normalen Kristallisationsabfolge und Anpassung (wohl durch geologische Vorgänge bedingt) an etwa pneumatolytischen Phasen entsprechende Bedingungen. Nun werden die schon ausgeschiedenen Bestandteile umgewandelt, Injektionskontakte gebildet und das Gestein in dieser Phase vollkommen verfestigt.

Leitmeier (21, 22, 23, 24) denkt in seinen Publikationen an granitisatorische Entstehung der Zentralgneise, lehnt aber besonders für den Venediger eine Wiederaufschmelzung nicht ab (24, p. 316).

Es ist lange erwiesen, daß die Entstehung der Zentralgneise „aus einem Guß“ nie erfolgt ist. Auch die Verknüpfung mit nur einem Orogenzyklus ist abzulehnen. Aus Arbeiten von Kraus (20) kennt man uralte Bausteine innerhalb der Tauernzentralgneise (z. B. entspricht der Habachkern an vielen Stellen dem Granit I). Zum anderen beginnt sich eine Lockerung der starren Ansichten: hier präalpidische Genesis, alpidische Regeneration, dort nur alpidisches Geschehen abzuzeichnen. Es sei auf die einschlägige Literatur verwiesen.

In unserem Gebiete wurde nun von Karl (14) meine durch Messung und Kartierung gewonnene Vermutung bestätigt (Scharbert, 28, p. 146), in Venediger- und Habachkern zwei altersverschiedene Körper typisieren zu können. Karl nennt es Arbeitshypothese. Auch nach meinen Untersuchungen ist der Habachkern (Karls Orthoaugengneis) eine unleugbar präalpidische Intrusion; für das Alter des Venedigerkernes möchte ich jedoch lieber eine größere Beweglichkeit eingeführt wissen, als ihn strikte alpidisch zu machen. Sicher sind präalpidische Elemente mit verwoben worden.

Dunkle Gänge: Es sind im ZG des Venedigerkernes immer wiederkehrende dunkle Gänge untersucht worden. Diese „Lamprophyre“ hat Weinschenk (36, p. 78, Fig. 2) kurz erwähnt und als basische Gänge (G) den Apliten (A) gegenübergestellt. Hier möchte er auch das Ganggestein aus dem Habachtal (35) eingereiht wissen. Dieses habe ich nicht mehr finden können, und ich bezweifle die Richtigkeit dieser Ausführungen Weinschenks überhaupt (auch eine dahingehende mündliche Mitteilung Herrn Prof. Leitmeiers bestätigte meine Behauptung).

Ich greife einen dunklen Gang heraus, der bei Kote 2399 in Nähe des Habachkeeses (auf Blatt Hohe Fürlegg noch mitten im Gletscher) zu finden ist. Die Konkordanz mit den s-Flächen des ZG ist evident, die Mächtigkeit des Ganges schwankt zwischen 6 und 18 m. An dieser Stelle und auch in ziemlichem Umkreise fallen die s-Flächen des Gneises 30° W bei N—S-Streichen, die B-Achsen fallen 40—45° W. Das ganze Gestein ist dunkel- bis schwarzgrün, zäh und zeigt schwache s-Regelung (besonders auf dem Längsbruch durch Hornblenden angedeutet), deren Lage im Gelände nicht genau identifiziert werden konnte, aber anscheinend gute Übereinstimmung mit s_{ZG} zeigt. Erkennbare Gemengteile: Hornblenden (nadelig), Biotit und perlartige Plagioklase (0,5 mm). Letzterer makroskopisch auch gelegentlich in schwach diffusen Bändern angereichert, die keine Injektionserscheinungen sind. Überhaupt sind Injektionen im Gesteine vermißt worden, trotz des umgebenden Zentralgneises.

An verschiedenen Stellen, namentlich im Süden der Kleinen Weidalpe, kann man ähnliche „Lamprophyrgänge“ studieren.

Unter dem Mikroskop macht sich eine Mineralzusammensetzung von Plagioklas, Hornblende, Biotit, Chlorit, Quarz, Epidot (Klinozoisit), Titanit, Apatit, Rutil bemerkbar. Stellenweise ist eine Differenzierung in Hornblende- und Plagioklaslagen angedeutet.

Die Analyse mittels des 6spindeligen Integrationstisches (Leitz) ergab:

Plagioklas	35,96 %
Hornblende	33,75 %
Biotit + Chlorit	18,84 %
Quarz	3,68 %
Epidot .	5,54 %
Akzessorien	. 2,23 %
	100,00 %

Plagioklas ($\perp$ MP An_{17}, ein zonarer $\perp$ MP $An_{18 \rightarrow 9}$, ein inverszonarer α'/M $An_{23 \rightarrow 27 \rightarrow 34}$) bildet meist rundliche bis elliptische rekristallisierte Aggregate, in deren Zentren oft Klinozoisit-Epidotanhäufungen zu bemerken sind. Auch führen sie Apatit- und Quarzeinschlüsse. Sehr oft sind noch Reste alter Plagioklase mit Albitzwillingslamellierung zu sehen, die meistens aber nur mehr diffus durchschimmert. Albit- und Klinozoisitneubildungen machen sich außerdem noch vielfach breit. Nebenbei ist eine recht häufig zu beobachtende Erscheinung eine granophyrische Verwachsung von Quarz und neugebildetem Oligoklasalbit. Inverszonarbau ist manchmal zu beobachten. Die perlartigen Plagioklase liegen als ein umkristallisiertes Haufwerk von Oligoklasalbit vor, dürften aber als ursprünglich porphyrisch entwickelte Individuen zu deuten sein. Auffallend ist, daß in solchen „Perlen" die Erstarrungsstrukturreste so gut wie vertilgt sind, während die erwähnten Zwillinge sich auf kleinere Individuen beschränken.

Hornblende (γ = bläulichgrün, β = grün, α = blaßgelbgrün; $c\gamma = 21^0$, $\gamma - \alpha = 0{,}0220$, $2\,V - 82^0$, $n\gamma' = 1{,}6608$, $n\alpha' = 1{,}6475$) tritt zum überwiegendsten Teile gruppenweise auf und zeigt dann langprismatische Formen [001], ohne Endflächen oder Zwillingsbildung. Sie deutet aber s an. Dort, wo sie schwammartig von Plagioklas umwachsen wird, neigt sie zu kurzprismatischen Formen, was den Eindruck einer gleichzeitigen Kristallisation hervorruft. An Einschlüssen ist sie äußerst arm, höchstens Titanitperlschnüre und Rutil oder Quarz, der nur an Basisschnitten der Hornblenden zu sehen ist. Bei der Betrachtung mancher gedrungen-säulenförmiger Gruppierungen denkt man unwillkürlich an nun polygranular vorliegende Uralite.

Biotit (einachsig bis $2\,V - 15^0$, γ = dunkelbraun, α = blaßgelb; $n\gamma = 1{,}6066$, $\gamma - \alpha = 0{,}0346$) tritt sowohl innerhalb der Hornblendegruppen ($c_{Ho}//b_{Bi}$) als auch als Porphyroblasten, regellos im Gestein verteilt, auf. In letzterer Form sind sie lappig

und umschließen andere Gemengteile, komischerweise aber niemals Hornblende. Die Optik beider Ausbildungsformen ist gleich. Ich halte die Glimmer für sekundäre Bildungen. Sie führen reichlich Rutileinschlüsse und wandeln sich gerne in Chlorit um (γ = farblos, α = grünlich, $v \gg \varrho$, $a\alpha = 3^0$, $\gamma - \alpha = 0{,}0042$), unter Ausscheidung von reichlich Titanit.

Epidot ($\gamma - \alpha = 0{,}0384$) zeigt, wenn er in Hornblendenähe sich findet, größere Flecken, als in den Plagioklaszentren, wo er meist sich nur auf einen zentralen Fleck im Klinozoisit ($\gamma - \alpha = 0{,}0051$) beschränkt. Gelegentlich findet man einen Allanitkern im Epidot.

Quarz als Einschluß im Plagioklas und in der Hornblende, Apatit meist als Einschluß im Plagioklas, Rutil und Titanit wurden schon erwähnt.

Ähnliche dunkle Gänge im Gebiete des Zirmsees in den östlichen Hohen Tauern, die dort auch im ZG liegen, führt Kieslinger (15) auf hornblendeführende Kersantite zurück. Er unterschied dort solche, die noch nicht gänzlich zu kristallinen Schiefern umgearbeitet wurden und solche, die in einem jüngeren Deformationsakt zu amphibolitähnlichen Gesteinen wurden.

Ich halte die Hornblendeaggregate für alte Uralite (Augite) und die Plagioklasperlen für Eruptivreste. Ein vollkommener kristalliner Schiefer ist das Gestein auch nicht geworden. Das Ursprungsmaterial dürfte ein kersantitisches, noch wahrscheinlicher ein spessartitisches Gestein gewesen sein.

3. Über Grüngesteine der „Knappenwandmulde".

Der Name „Knappenwandmulde" wurde von Frasl (7, p. 149) eingeführt für jenen Schieferhüllenbereich, der zwischen den beiden Sulzbachzungen steckt. Es seien Frasls Deutungen kurz rekapituliert: 11 km lang, maximal 1 km breit, geht sie an ihrer Südgrenze kontinuierlich in die südliche Sulzbachzunge über, während sie im Norden und nach Frasl auch im Osten tektonisch begrenzt erscheint. Das Gesteinsmaterial setzt sich aus Amphiboliten, Prasiniten, Grünschiefern, Paragneisen und dem Kalifeldspataugengneis (Knappenwandgneis), der unmittelbar an den ZG der südlichen Sulzbachzunge stößt, zusammen. Frasl faßt nördliche und südliche Zunge mit der Knappenwandmulde und die, wenn auch sehr schütteren Vorkommen von Grauwackenphylliten am Talausgang des Untersulzbachtales, die er „Sulzauer Parakristallin" nennt und von den Grauwacken getrennt haben will, als einen Teil der „Krimmler Gneiswalze" auf, deren Walzen-

achse 20° ENE eintaucht. Über dieser Walze liegt eine Kalkhaut, die die tektonische Einheit der Walze bestätigen soll. Sichtbar sind jedoch nur Frasls „Hachelkopfmarmor“ und die Kalklinsen an den Westhängen des Leutachkopfes und im Aschbachtal, südlich Neukirchen, sowie die Vorkommen am Ausgange des Untersulzbachtales. Dazu möchte ich nur bemerken, daß es sich hier schon rein äußerlich um vollkommen verschiedene Karbonatgesteine handelt.

Nach den Kartierungen von Frasl (7) und mir kommen den Grüngesteinen in der Knappenwandmulde eine recht große Bedeutung zu. Die ganze Länge der Mulde hindurch sind die Basite am Gesteinsaufbau beteiligt. Im westlichen Teile liegen sie mehr zentral, um aber etwa vom oberen Hopffeldgraben an praktisch durchlaufend den Nordrand der Mulde aufzubauen (Frasl, l. c., Scharbert, 27).

Der Angelpunkt der genetischen Fragen ist der weitere Bereich der Knappenwand und diese selbst, so daß es wünschenswert erscheint, die Besprechungen in diesem zentralsten Teile des Basitstreifens beginnen zu lassen. Hier ist auch eine größere Typenansammlung zu verzeichnen, die in den westlichen Teilen einer größeren prasinitischen Einförmigkeit, die lediglich durch stellenweise azidische Einspritzungen etwas aufgelockert wird, Platz macht. Hier ist besonders gut zu studieren, wie die azidischen Einspritzungen zwar entlang den Schichtflächen der Prasinite eindringen und diese aufblättern, der Verband zwischen der nördlichen Sulzbachzunge und Mulde jedoch deutlich diskordant ist und wir also von keiner synklinalen Einfaltung reden können und dementsprechend auch von keiner „Mulde“ sensu stricto (schon bei Hammer, 10, und Del Negro, 5).

Geht man im Untersulzbachtal vom alten Kupferbergwerk talaufwärts über das Brücklein (+ 1051) zum Heustadel 1093 und weiter auf den Neuberg (+ 1773) im Obersulzbachkamm, so beobachtet man stellenweise, besonders in den Bachbetten, an der Grenze gegen den ZG der nördlichen Sulzbachzunge eine ziemliche Mannigfaltigkeit von Basiten. Man beobachtet ein Streichen von durchschnittlich N 70 E und ein Fallen von im Mittel 65 SSE. Wenn man höher steigt, macht sich zwar eine sehr leichte Verflachung bemerkbar, wenn aber Frasl in seinen Profilen (l. c. Tafel VII) eine Überlagerung der nördlichen Zunge durch die Muldengesteine von Süden her einzeichnet und gegen die schwebende Lagerung hin schließen läßt, so möchte ich dem doch nicht ganz beipflichten. Ich habe Winkel von minimal 50° gemessen, wobei es sich nur um lokale Abweichungen handelt. Es

berichtet auch Karl (13) von einem Gleichbleiben der Lagerung im gesamten Schieferbereich. Die sichtbaren B-Achsen streichen zwischen NE und ENE und tauchen 20—25° E, was Frasls Walzenachse entsprechen würde. Da auch in den an die Mulde nördlich und südlich angrenzenden Zentralgneiszungen stoffkonkordante B-Achsen eingemessen wurden, ordnete diese schon Karl (13) der Tauernrichtung zu (p. 23).

Die hier zu besprechenden Basite sind noch keiner eingehenderen Untersuchung unterzogen worden. Zwar berichtet Weinschenk (37, p. 292 ff.) ausführlich über die Amphibolite und Grünschiefer der Nordseite des Großvenediger, bezieht sich jedoch mehr auf weiter im Süden liegende größere Basitmassen. Dennoch sind viele der von ihm beschriebenen Beobachtungen auch von mir hier gemacht worden.

Während Kölbl (19) bei Erwähnungen der hier beschriebenen Basite bleibt, gliedert Karl (13) in seinem Aufnahmsbericht im Amphibolite, Chloritschiefer und Hornblendegarbenschiefer und führt gewisse Akte der Gesteinsprägung auf die Tauernkristallisation Sanders zurück. Mir selbst sind keine Gesteine bekannt geworden, die man als Hornblendegarbenschiefer bezeichnen könnte, wenn auch Hornblendesprossung nach Wegsamkeit in s oft deutlich wird.

Auch Frasl (7) bleibt bei Erwähnung der Basite der Knappenwandmulde größtenteils im allgemeinen Rahmen (pp. 157 bis 158).

Vom Obersulzbachkamm (am Neuberg) ziemlich bald anschließend an den ZG der nördlichen Sulzbachzunge soll eine Basitparagenese näher beschrieben werden. Es handelt sich um Amphibolite mit sehr wenig oder gar keinem Chlorit. Das Studium ist in einem Wildbachbett westlich der Kote 1093 an der linken Seite des Untersulzbaches gut möglich.

Das Handstück Nr. 86 ist als quarzreicher Amphibolit anzusprechen. Auf dem Längs- und Querbruch ist eine mäßig gute, eher schlechte Schieferung zu sehen, auf dem Hauptbruch drücken dicht gesäte dunkel- bis schwarzgrüne Hornblendenädelchen mit ihren mehr oder weniger parallelen c-Achsen eine Striemung aus, die der regionalen B-Achse entspricht. Außerdem sieht man viele, oft bis 0,5 cm große helle Flecken, die teils Plagioklas und teils Quarzaggregate sind. Die großen Flecken sind stets Plagioklas. Etwaige alternierende grüne und weiße Lagen sind schlecht ausgebildet, die porphyrischen Plagioklasrelikte liegen noch meist isoliert, und nur die Quarze deuten eine Zeilenstruktur an. Nadelstichgroße hellrote Granaten sind allenthalben eingestreut.

Die mineralogische Zusammensetzung, durch Integrationsanalyse ermittelt, ist folgende:

Plagioklas	35,79 %
Hornblende	21,64 %
Biotit	1,62 %
Granat	4,05 %
Quarz	33,63 %
Akzessorien	3,27 %
	100,00 %

Das Auffallendste am Dünnschliffbilde sind die Plagioklase. Die Individuendimensionen sind recht beachtlich. Die Längen bewegen sich zwischen 0,34 und 0,96 mm, die Breiten zwischen 0,20 und 0,53 mm. Es liegen meist gedrungene Formen mit deutlich bevorzugter M vor, während ausgesprochen tafelige selten sind. Die Streckungsrichtung ist [001]. Eine Regelung ist nicht bemerkt worden.

Wir treffen entweder polysynthetische Albitverzwillingung. wobei oft nur ein System einmeßbar war, oder aber es verzwillingen sich zwei Teilindividuen, wobei oft das Periklingesetz ausgebildet ist. Selten sind Karlsbad-Albit-Komplexe, während reine Karlsbader Gesetze überhaupt nicht auftreten. Nicht verzwillingte Plagioklase kommen vor, sind jedoch recht selten. Diese und diejenigen mit wenigen Teilindividuen verdrängen im allgemeinen die polysynthetischen Zwillingsstöcke oder „fressen" sie zumindest an. Die Anorthitgehalte beider Arten sind übereinstimmend.

Es wurden Anorthitgehalte von maximal 12 % gemessen, Werte über An_7 sind jedoch selten. Eine Auswahl von Meßpolen sind in Abb. 2 wiedergegeben, die korrelaten Meßresultate in

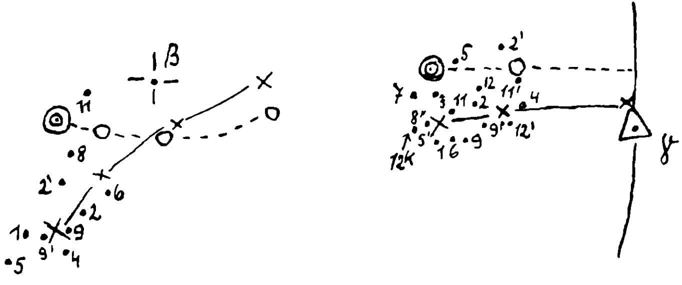


Abb. 2.

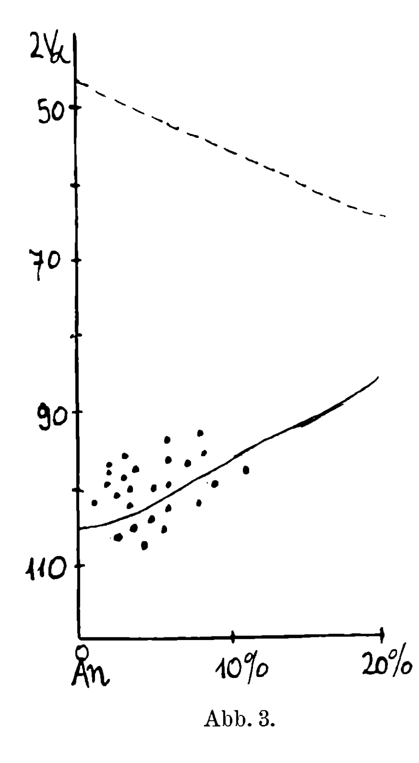


Abb. 3.

Tab. 1 abgedruckt. In Abb. 2 sind die Eintragungen in das Stereogramm nach v. d. Kaaden (12) vorgenommen. Vermeßbar waren immer nur die Richtungen M und P oder M alleine. In Abb. 3 sind zahlreiche Achsenwinkelmessungen eingetragen.

Wenn auch eine bevorzugte Lage der Pole um die Tiefkurven und besonders um die Mittellage festgestellt werden kann, so muß für die zahlreichen Abweichungen gegen die Hochkurven hin eine reine Zufälligkeit ausgeschlossen werden. Betrachtet man z. B. das Korn 11, so zeigt sich für M ausgesprochene Tiefoptik, P überschreitet hingegen noch die Hochkurve, M für 11′ liegt in der Hochkurve (durch mehr Meßgänge als sonst üblich wurde getrachtet, Meßfehler weitgehendst zu eliminieren). Auch machen sich merkliche Unterschiede in den ablesbaren Anorthitgehalten geltend, z. B. am Individuum 6. Es wurde sich demnach zur Erlangung der Kenntnis der Anorthitgehalte nicht auf diese Resultate verlassen, sondern, wie auf Tab. 1 ersichtlich ist, entweder die Zone ⊥ [100] eingestellt oder an Zwillingen die Winkelkurven nach Köhler (18) der Ablesung zugrunde gelegt. Eine deutliche Tendenz nach den Hochkurven ist hier unleugbar, jedoch liegen manche Punkte gerade für den Winkel $\beta\beta'$ im Kreuzungspunkt der Hoch- und Tiefkurve, so daß in vielen Fällen die genaue Festlegung scheiterte, was auch in der Tabelle vermerkt ist.

Nach der Methode der Maximalen Auslöschung gemessene Körner lieferten An_1 bis An_{10} mit deutlicher Konzentration im An_{4-6}.

Durch diese großen Streuungen veranlaßt, möchte ich annehmen, daß die zweifellos alten Plagioklase ihre ursprüngliche Hochoptik nicht ganz verloren haben. Der empfindlichste Faktor scheint der Achsenwinkel $2\,V_\alpha$ zu sein, dessen Werte schon um die Tiefkurve gruppiert liegen (Abb. 3), auch in jenen Fällen, wo die Pole von M und P noch deutliche Hochoptik zeigen.

Man kann also den Hinweis hinnehmen, daß man es mit alten Plagioklasen eines basischen Effusivgesteines (demnach Andesine oder Labradore) mit ursprünglicher Hochtemperaturoptik zu tun habe, die zwar heute als metasomatisch umgewandelte Albite bis Oligoklasalbite vorliegen, die Hochoptik aber trotz dieser Vorgänge noch nicht gänzlich eingebüßt haben. Allerdings sind komplizierte Zwillingsgesetze und Zonarbaue, wie sie den Ergußgesteinsplagioklasen oft eigen sind, nicht vorhanden, und man kann auch nichts darüber aussagen, ob sie es jemals waren.

Ich habe schon darauf hingewiesen, daß die deutlich gezwillingten Feldspate von solchen verdrängt werden, die nur einzelne Teilindividuen führen oder überhaupt nicht verzwillingt sind. Ihre Meßpole konzentrieren sich um die Tiefkurvenenden bei An_0. Sie zeigen deutliche Anzeichen von Poikiloblastese, denn sie führen reichlich Einschlüsse von Hornblenden und auch Epidot. Letzterer findet sich außerhalb der Feldspate nicht.

Hornblenden als Einschlüsse fehlen den verzwillingten Plagioklasen fast gänzlich, sie führen nur etwas Epidot-Klinozoisit, im allgemeinen sind sie aber klar. Bei Annahme von ursprünglich basischeren Feldspaten müßte das Ca metasomatisch abgewandert sein.

Die im Gestein sich findenden Hornblenden sind durch sehr kleine Formen ausgezeichnet (Längen höchstens 0,07 mm). Sie sind in Butzen oder Lagen angereichert und erscheinen nicht gut geregelt. Die Färbung ist sehr intensiv. Pleochroismus: $\gamma =$ tiefblaugrün, $\beta =$ graugrün, $\alpha =$ gelb-gelbgrün, $c\gamma = 22—25^0$, 2 V um -66^0, $\gamma - \alpha = 0{,}021$, $n\gamma' = 1{,}6712$. Aktinolithische Hornblenden fehlen diesem Gestein vollkommen. Eine Umwandlung in Chlorit ist eine äußerst seltene Erscheinung und findet sich in einem Dünnschliff höchstens 4mal.

Die wenigen Biotite sind einachsig und zeigen braune Farbtöne, der Pleochroismus ist mäßig stark. Sie finden sich in Vergesellschaftung mit Hornblenden. Desgleichen die einschlußfreien idiomorphen Granaten.

Der reichlich auftretende Quarz löscht nicht undulös aus, ist frisch und ohne Risse. Er zeigt Körner ohne bevorzugte Wachstumsrichtung. Aus den Befunden ergibt sich der Schluß auf ein Produkt postkinematischer Kristallisation, und zwar im Zuge späterer Lösungszufuhr.

Die in der Integrationsanalyse erwähnten Akzessorien sind stellenweise stark angereicherte Magnetite und Ilmenite. Ferner Titanit, Apatit und als große Seltenheit Chlorit, der sich aus Hornblende bildet.

Tabelle 1.

Nr.	U-Tischablesung	Kurven nach v. d. Kaaden	Kurven nach Köhler	Andere Messungen des An-Gehaltes	2Vα
1	M : 77/6,5 P : 255/2 β : 330/13 Ao 40 γ : 59/5	M : An_0 TK P : —	—	(100) : —12° An_6	89,5
2	M : 227,5/2 P : 52/7,5 β : 152,5/24,5 Au 45 γ : 61/6,5	M : An_6 TK P : An_4 TK	ββ′ = 28° An_7 nicht unterscheidbar ob TK oder HK	(100) : —12° An_6	103
2′	β : 124/18 Au 42,5 γ : 217,5/14	M : An_9 HK P : Mittellage			
3	M : 120/24 β : 196/13 Au 31 γ : 105/19	M : Mittellage	—	—	96
4	M : 276/8 P : 9/26,5 α : 180/38 β : kstr. γ : 283/14,5	M : An_{11} TK P : — (TK)	—	(100) : —11° An_8	98
5	M : 89/28 P : 185/18 β : 8/15 Ao 18,5 γ : 109/28	M : An_2 HK P : —	ββ′ = 37,5°.. $An_{2,5}$ HK αα′ = 175,5° An_8 (?)	—	97
5′	β : 154/2 Au 19 γ : 78/30	M : —	γγ′ = 40° An_0 HK		98
6	M : 248/26 P : 155/19 α : 9/17 β : kstr. γ : 260/14	M : An_1 TK P : An_9 TK	—	(100) : —11° An_8	102
7	M : 141/27 α : 41/22 γ : 135/7,5	M : Mittellage	—	—	—
8	M : 188/21 P : 11/11 β : 118/6 Ao 31 γ : 208/20	M : Mittellage P : Mittellage	—	Karlsbd-Alb-Kompl. α′/M : —16°/ /—15° An_2	102

Nr.	U-Tischablesung	Kurven nach v. d. Kaaden	Kurven nach Köhler	Andere Messungen des An-Gehaltes	2Vα
9	M : 258/9	M : An_4 TK	$\beta\beta' = 29^0$ An_{6-7}	(100) : —12^0 An_6	103
	P : 347/7	P : An_0 TK	$\gamma\gamma' = 29^0$ An_7		
	β : 149/12 Ao 38		$\alpha\alpha' = 177^0$		
	γ : 241/13,5		An_6 HK		
9′	β : 179/15				
	γ : 272/8				
11	M : 268/13	M : An_2 TK	$\beta\beta' = 32{,}5^0$	—	96
	P : 184/9	P : — HK	An_6 HK		
	β : 194/8 Ao 37		$\gamma\gamma' = 28{,}5^0$ An_6		
	γ : 284/11				
11′	β : 162/17 Ao 34	M : An_{10} HK			96
	γ : 255,5/14				
12	M : 326/26	—	$\beta\beta' = 26{,}5^0$ An_8	—	
	α : 216/39,5		$\gamma\gamma' = 27^0$ An_8		
	γ : 318/14				
12′	β : 89/29,5				96
	γ : 338/34				
	α : 208/47				
12^K	γ : 310/12,5		$\beta\beta^K = 168{,}5^0$		
			An_6 HK, An_4 TK		
			$\alpha\alpha^K = 169{,}5^0$		
			An_5 HK, An_2 TK		
			$\gamma\gamma^K = 9^0$		
			$\beta'\beta^K = 33^0$		
			An_8 TK		
			$\alpha'\alpha^K = 4{,}5$ An_0		
			$\gamma'\gamma^K = 33{,}5^0$		
			An_4		

Unmittelbar südlich anschließend findet sich ein anderer Amphibolit (Handstück Nr. 84). Makroskopisch graugrün mit zahlreichen weißen Flecken, die auf dem Querbruch sich besser der hier starken Schieferung anpassen als im vorhergegangenen Stück. Ein schwacher Seidenglanz ist beobachtbar; außerdem ist die Bildung von Biotit recht stark hervorstechend und man findet dieses Mineral in einzelnen Partien angereichert. Granat fehlt.

Das Mikroskop enthüllt eine noch wesentlich bessere Trennung in Hornblende- und Albit-Klinozoisitlagen, als dies schon am Handstück sichtbar wird.

Integrationsanalyse:

Plagioklas + Klinozoisit	32,14 %
Hornblende	57,10 %
Biotit	3,48 %
Quarz .	4,38 %
Akzessorien	. 2,90 %
	100,00 %

Die ehemaligen Plagioklase sind in ein Haufwerk von Albit und Klinozoisit zerfallen, manche augenförmige Gebilde erinnern noch an die den Durchbewegungen nicht ganz zum Opfer gefallenen Reliktumrisse. Vereinzelte Reste von verzwillingten Albiten sind auch noch da (An_{2-4}). Ob auch hier Unregelmäßigkeiten in der Optik anzutreffen sind, konnte wegen der geringen Zahl der erhältlichen Meßpole nicht entschieden werden. Die heutigen Formen der Albit-Klinozoisitaggregate lassen auf ehemalige basische Plagioklase in der Größenordnung 0,5 bis 1 mm schließen.

Die Hornblenden sind ausgesprochen aktinolithisch. Pleochroismus sehr schwach: γ = blaßbläulichgrün, α = farblos; $c\gamma = 15{,}5^0$, $2V - 76$ bis 83^0, $\gamma - \alpha = 0{,}022$. An manchen Körnern findet man bräunliche Kerne, die mit Erz bestäubt sind und in die aktinolithischen Fransen auslaufen. Einen Unterschied in der Optik beider Varietäten habe ich nicht feststellen können. Eine ähnliche Beobachtung konnte auch schon Weinschenk (37, p. 295) machen. Von dick- bis dünnstengeligen Formen kann man alle Übergänge feststellen. In den Hornblendelagen sind die c-Achsen der einzelnen Individuen meist nicht parallel gelagert. Die maximalen Längen der Hornblenden betragen 1,61 mm, die Breiten schwanken relativ sehr stark. Hornblende findet sich auch als „falsche Fülle“ in manchen poikiloblastischen Albiten der oben beschriebenen Albit-Klinozoisitaggregate.

Der untergeordnete Biotit sproßt aus Hornblenden. Blasse Färbung, jedoch deutlicher Pleochroismus.

Quarz bildet polygranulare Haufwerke ohne undulöse Auslöschung oder sonstige Zeugen mechanischer Beanspruchung. Er ist also auch hier später zugeführt worden.

Unter den Akzessorien ist hauptsächlich Titanit anzuführen, der oft bis 0,6 mm lange Aggregate bildet und sich stets in Hornblendennähe findet. Rutil kommt als gelegentlicher Einschluß in Hornblenden vor. Magnetit, Apatit sind ausgesprochene Raritäten.

Diesem Gestein sehr ähnlich, nur mit wesentlich stärkerem Parallelgefüge, ist der Amphibolit Nr. 85, der sich südlich anschließt und gegen den Schiefergneis der Knappenwandmulde angrenzt (Frasl, l. c.). Schon makroskopisch ist dieser Typ wesentlich straffer geschiefert und zeigt besonders auf Längs- und Querbruch eine Auswalzung der Plagioklase in dünne Spindeln. Vereinzelte augenförmige Reste sind noch wahrzunehmen. Im allgemeinen ist die Färbung dieses Typs dunkler als jene von Nr. 84. Seidenglanz tritt sehr stark hervor.

Die Mineralzusammensetzung ist die gleiche wie bei Nr. 84, nur erhöht sich Biotit und Epidot auf Kosten der Hornblende.

In den Plagioklas-Klinozoisitlagen und -augen ist eine ursprüngliche Zwillingslamellierung vollkommen verschwunden. Die von Albit poikiloblastisch umwachsenen Hornblenden sind auch recht zahlreich.

Die Hornblende ist zu Flasern aggregiert. Der Pleochroismus ist etwas stärker als in Nr. 84: $\gamma =$ bläulichgrün, fast grün, a $=$ blaßgrün; $c\gamma = 18^0$, $2\,V$ um -77^0, $\gamma - \alpha = 0{,}022$. Die erzdurchstäubten bräunlichen Zentren fehlen.

An mehreren Stellen sieht man Biotit- und Epidotsprossung auf Kosten der Hornblende. Biotite sind blaß gefärbt, jedoch deutlich pleochroitisch. Größen bis 1 mm. Die Epidote bilden nur kleine rundliche Körner, teils von Biotit umwachsen, teils außerhalb dieser, jedoch immer in deren Nähe.

Quarz ist Rekristallisationsprodukt, ohne mechanische Störungen. Seine Menge ist geringer als in den beiden vorangegangenen Typen.

Akzessorien sind hauptsächlich Titanit, Rutil und Apatit. Erz ist sehr selten.

Die Amphibolite, die an der Knappenwand zu studieren sind, haben meist mehr oder weniger reichliche Epidotführung. Dieses Mineral kann in manchen Fällen bis über 70% anschwellen. In solchen Typen ist ein äußerst spärlicher Biotitgehalt zu verzeichnen. Demgegenüber gibt es epidotfreie Amphibolite mit Biotitsprossung, die dem Amphibolit Nr. 85 durchaus korrelat sind.

Der berühmte Aplit soll an anderer Stelle eingehend besprochen werden.

Im wesentlichen können wir zwei Epidotamphibolittypen unterscheiden, solche, in denen sich ein mehr oder weniger zeilenförmiger Bau feststellen läßt und solche, in denen der Epidot schlierenförmig und unregelmäßig auftritt und, wie erwähnt, stark überhandnimmt. Letzterer Fall ist ausgesprochene Epidotisierung.

Das Handstück Nr. 87 ist ein gut geschieferter, graugrüner, schwach seidig glänzender Epidotamphibolit. Makroskopisch sind größere gelbgrüne Epidotflecken zu sehen. Am Querbruch zeigen diese zeilige bis flasrige Struktur.

Hornblenden: Einzelne größere Individuen, die sich nicht der Schieferung anpassen, neben solchen, die tadellos s abbilden. Pleochroismus: $\gamma =$ bläulichgrün, $\alpha =$ fast farblos; $c\gamma = 16^0$, 2 V groß (um -80^0). Sie ist schilfig und umwächst Epidotlinsen.

Der Epidot bildet zusammen mit der Hornblende den Hauptbestandteil des Gesteines überhaupt. Er bildet im Schliff meist mehr oder weniger dickbauchige Linsen, zusammengesetzt aus kleinen kristalloblastischen Individuen. Diese Linsen sind zu Schichten angeordnet.

Chlorit und Biotit fehlen, ebenso Feldspat. Quarz tritt eingestreut, mitunter auch in kleinen Flecken auf. Rutil, Apatit, Titanit.

Alles ist postkinematisch rekristallisiert.

Ein typisch epidotisierter Amphibolit ist z. B. das Handstück Nr. 173. Man bemerkt in einem dunkelgrünen, feinkörnigen Grundgewebe Knollen von Epidosit mit unregelmäßigen Begrenzungen und verschiedenen Größen. Vielfach sind sie von Klüften durchzogen, die wiederum mit Hornblenden ausgefüllt sind.

Im Dünnschliff ist das Gestein ähnlich Nr. 87, nur breiten sich Epidotaggregate aus. Diese sind aus meist äquidimensionalen Körnern zusammengesetzt, mit Größen bis 0,3 mm. Optische Daten: Starker Pleochroismus, $c\alpha = 4^0$, 2 V -69^0, $\gamma - \alpha = 0{,}0412$, was etwa einem Epidot mit 30% $(OH)Ca_2Fe_3Si_3O_{12}$ entspricht (Tröger, 32). Goldschlag (8) gab mehrere Analysen der in den Klüften sitzenden berühmten Epidote an, die 30 bis 34% „Eisenepidotsilikat" enthalten. Seine optischen Daten sind meinen sehr nahe verwandt. Er fand 2 V etwa -73^0 (je nach Wellenlänge) $c\alpha$ um 3^0 (berechnete Werte um 4^0), $\gamma - \alpha = 0{,}0371$ und 0,0390. Somit ist es also naheliegend, daß die im Gestein sitzenden Epidote und jene berühmten der Klüfte dieselbe Zusammensetzung haben.

Die auf den erwähnten Rissen in den Epidositknollen sitzenden Hornblenden sind aktinolithische. Die Kristalle sind oft rechtwinkelig und auch netzförmig aneinander gelagert. $c\gamma = 13^0$, 2 V um -80^0.

Hydrothermale Veränderungen der Grüngesteine sind besonders bei dem Cu-Vorkommen im Untersulzbachtale stark ausgeprägt. Das dort vorkommende Erz besteht aus Kupferkies und

Pyrit. Die durch die aufsteigenden Erzlösungen veränderten Gesteine bestehen heute aus Chlorit- und Biotitchloritschiefern, außerdem kann man vielfach hydrothermale Quarzgänge finden. Leider war mir eine Untersuchung der Erzparagenese nicht möglich, da zu meiner Zeit der Stollen vollkommen ersoffen war und im Sommer 1955 auch noch der Stollenmund einstürzte. Ich habe also nur etwas Material, das vor dem Stollen zufällig lag, ansehen können.

4. Zur genetischen Deutung.

Aus den mikroskopischen Untersuchungen der Basite können mit einiger Sicherheit Rückschlüsse auf genetische Fragen gezogen werden. Es ist möglich, magmatogene von sedimentogenen Basiten zu trennen, wenn auch die Metamorphose gerade diese Fragen erschwert.

Gerade das Gestein Nr. 86 halte ich für ein aus einem, sei es nun diabasischen oder basaltischen, Effusivgestein entstandenes Produkt. Wenn auch die dunklen Gemengteile keinerlei Reste mehr zeigen, so sprechen doch die porphyrischen Plagioklase mit ihren Relikten von Hochtemperaturoptik eine deutliche Sprache. Bei deren Umwandlung mußte aber gerade der Stoffwanderung die größere Bedeutung zugekommen sein als der Durchbewegung, denn das heute vorliegende Gestein ist noch kein vollkommen rekristallisierter Metamorphit. Überwiegen der Lösungswanderungen deshalb, weil praktisch das gesamte Ca^{2+} und Teile des Al^{3+} bei der Albitisierung abwanderten, ersichtlich aus dem vollkommenen Fehlen der bekannten Erscheinung der von Angel genannten „echten Fülle".

Der Zeitpunkt der Albitisierung der Plagioklasrelikte ist nicht zu fixieren. Diese kann zwar (auf Grund des postkinematischen Gefüges) in der alpidischen Orogenese stattgefunden haben, ebensogut aber im variszischen Orogenzyklus oder in noch älterer Zeit. Allerdings müssen die kristalloblastischen Albite meines Erachtens nach der Tauernkristallisation zugeordnet werden. Bleibt uns noch die Möglichkeit einer Albitisierung zur Zeit der Gesteinsentstehung überhaupt. Dabei würde es sich um einen Albitdiabas gehandelt haben. Solche Fälle sind u. a. von Eskola (6) aus Karelien beschrieben worden: Paragenese von Albit und Augit. Auf das heikle Thema der Spilitisierung möchte ich nicht eingehen, hierfür habe ich keinerlei Beweise. Die Möglichkeit sei aber offengelassen.

In Gesteinen, wo die Metasomatose hinter den Durchbewegungen an Wirkung zurückblieb (z. B. Nr. 84), kam es zur Bildung

von Klinozoisit-Albit-Aggregaten auf Kosten der alten basischen Plagioklase. Hier finden wir auch 2 Generationen von Hornblenden: Aktinolithe sprossen aus bräunlichen, erzbestäubten Kernen. Ich nehme hier gabbroide Anlage an, jedoch muß zugegeben werden, daß die bräunlichen Kerne schon einem Amphibolit einer Fazies höherer p-t-Bedingungen angehört haben können. Es ist demnach auch anzunehmen, daß die ursprünglich basischen Plagioklase zumindest teilweise kristalloblastische Bestandteile dieses Amphibolites waren und erst im Zuge der Versetzung des Gesteins in die Fazies der Stabilität des Aktinolithes in das Aggregat zerfielen. Bei stärkerem Streß (Nr. 85) verschwinden die bräunlichen Kerne und die Erzpartikelchen werden anscheinend in die neusprossenden Hornblenden eingebaut, die zwar auch deutlich aktinolithisch sind, jedoch schon leicht gegen die gemeine Hornblende hin tendieren. Auch die Auswalzung der Albit-Klinozoisit-Augen findet hier statt.

Für ausgesprochen sedimentogen (wahrscheinlich mit tuffogener Beimengung) halte ich den Epidotamphibolit der Knappenwand (Nr. 87). Die Zeilenstruktur bildet die alte Sedimentstruktur ab.

Die alpidische Orogenese bewirkte jedenfalls großzügige Stoffwanderungen im untersuchten Basitkomplex: SiO_2-Zufuhren. Biotitisierungen regionalen Ausmaßes und weitreichende Epidotisierungen in der Knappenwand und am Seekar (dort in Prasiniten steckend), für deren Stoffmobilisierung neben den ursprünglichen Mg-Ca-Al-Sedimenten auch die aus den basischen Plagioklasen abwandernden Ca^{2+}- und Al^{3+}-Ionen in Betracht gezogen werden müssen.

Frasl denkt an lokale Mobilisation und sieht in der Epidotentstehung ein jüngeres Alter als in der Gneisentstehung der beiden Zungen. Die Mobilisation denkt er sich zu dem Zeitpunkt „als die Knappenwandmulde schon längst zwischen den beiden starren Backen der Sulzbachzungen eingespannt war“ (p. 158).

Die letzte Mobilisation ist zweifellos jung, und der Zeitpunkt der Albitisierung der basischen Plagioklase läßt sich bekanntlich nicht fixieren. Epidot ist jedoch schon in früherer Zeit dagewesen, denn die Entstehung der Grüngesteine der Knappenwandmulde muß man mindestens in die variszische Geosynklinale setzen, wenn nicht älter. Sie sind alte Ophiolithe. Bei den begleitenden Tuffen haben nach deren Metamorphose in der variszischen Orogenese die Epidote bestimmt schon eine Rolle gespielt. Desgleichen spricht auch der stratigraphische Verband für eine gleichzeitige Entstehung der Basite

und der Mg-Ca-Al-Sedimente. Daß dann letztlich noch eine alpidische Mobilisation des Materials stattfand, ist wohl evident.

Die Basite in ihrer Anlage sind jedenfalls älter als die Gneise der beiden Sulzbachzungen und ebenso mindestens ein Teil der Epidosite. Es läßt sich auch, darauf hat auch schon Frasl hingewiesen, keinerlei Übereinstimmung unserer Basite mit den Prasiniten und sonstigen Grüngesteinen der Oberen Schieferhülle finden, die ja mesozoisch sind (z. B. Cornelius-Clar, 4).

5. Zur Faziesstellung.

Der erste, der das Mineralfaziesprinzip Eskolas auf die Basite der Knappenwandmulde im allgemeinen Rahmen anwandte, war Frasl (7, p. 157). Er schreibt von Grünschiefer- bis Epidotamphibolitfazies.

Ich schließe mich dieser Feststellung an, denn meine Untersuchungen ließen mich zu demselben Schluß kommen. Die Albit-Epidotamphibolifazies herrscht in den besprochenen Basiten vor, die Grünschieferfazies beschränkt sich mehr auf die hydrothermalen Grünschiefer der Vererzungszone um das Cu-Bergwerk im Untersulzbachtale und auf die a. a. O. (Scharbert, 28) erwähnten sedimentogenen Chloritphyllite des Gamskogels (östlich der Wildalm). Bei weitem vorherrschend ist jedenfalls die Albit-Epidotamphibolitfazies (Turner 33, pp. 88—92).

Die Mineralzusammensetzung entspricht im allgemeinen der Chloritoid-Almadin-Subfazies (Turner l. c., p. 90 unter C 4), wenn auch schon manchmal reichlich werdende Chloritsprossung nach der Grünschieferfazies tendiert.

Als Relikte früherer Fazies können die braunen Kerne mancher Aktinolithe angesehen werden (z. B. Nr. 84). Es sind dies Zeugen einer bei früheren Orogenesen stabil gewesenen Amphibolitfazies. Es erwähnen auch Cornelius-Clar (4) aus gewissen tektonisch tief liegenden Amphiboliten ähnliche Reste.

Auch Gestein Nr. 86 kann als ein Faziesrelikt angesehen werden. Es ist zwar die Sprossung von unverzwillingten, resp. spärlich verzwillingten poikiloblastisch-kristalloblastischen Albiten schon eine weitreichende. Auch beginnt eine leichte Umwandlung der Hornblenden in Chlorit und Biotit. Der idiomorphe Granat (wahrsch. Almandin) ist auch schon ein Zeuge der Anpassung an die Albit-Epidotamphibolitfazies. Die Hornblende hat allerdings trotz ihrer Blaustichigkeit nichts mit Angels Barroisit (1) zu tun, sondern sie ist als gemeine Hornblende anzusprechen. Ich habe schon früher einmal hervorgehoben, daß

nicht alles, was blaustichig ist, unbedingt Barroisit sein muß (Scharbert, 29). Es ist auch durchaus wahrscheinlich, daß die Albitzwillinge Relikte einer Fazies höherer p-t-Bedingungen sind. Es wurde schon mehrmals darauf hingewiesen, daß die Plagioklasverzwillingung in höheren p-t-Bereichen zunimmt (z. B. Turner, 34), wobei aber das Albitgesetz durchaus vorherrscht. Es waren also in jener Fazies die metasomatischen Albite mit Albitverzwillingung und Hochtemperaturoptik stabil. Überhaupt ist es möglich, daß erst der Streß die Hochoptik vollkommen eliminiert, jedenfalls aber leichter als der hydrostatische Druck. Dahingehende Untersuchungen an einwandfrei effusivgenetischen unter hohen p-t-Bedingungen metamorphosierten Gesteinen wären eine sehr vielversprechende Aufgabe. Ich kenne z. B. aus dem Moldanubikum Fleckamphibolite mit deutlicher Hochoptik der Feldspatflecken.

Ich halte also in Nr. 86 die Hornblenden und die Albitzwillinge für Relikte etwa der Amphibolitfazies, jedenfalls aber aus einer Zeit nennenswerten hydrostatischen Druckes.

Trägt man $c\gamma$ und 2 V der untersuchten Hornblenden in ein Diagramm (Abb. 4), so kann man eine große Streuung sehen. Die konstruierte Linie entspricht nicht etwa einer Altersabfolge der Hornblenden. Wenn man auch beobachten kann, daß aus bräun-

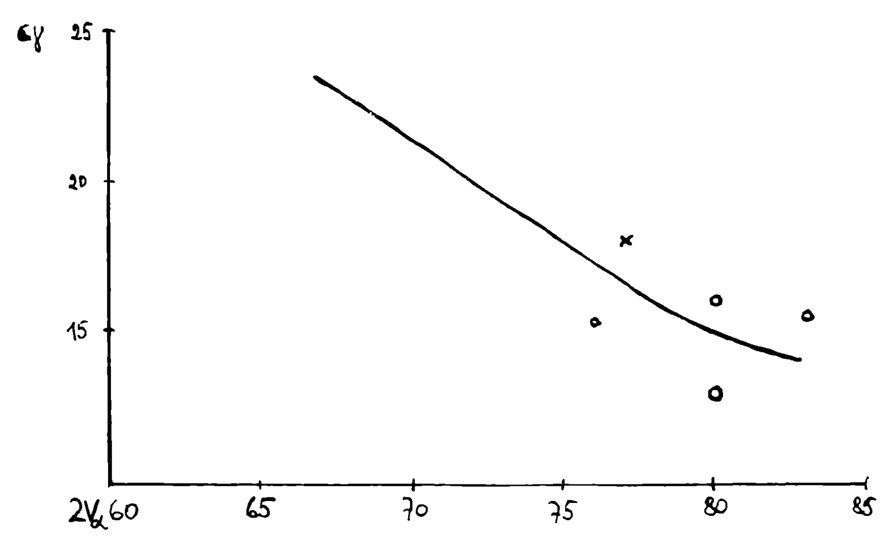


Abb. 4. c : γ-2V-Diagramm der Hornblenden. Die Punkte stellen Mittelwerte dar. ● × Neuberg, ○ Knappenwand.

lichen Kernen Aktinolithe wachsen und nach Streßeinwirkung die ausgeschiedenen Expartikelchen wahrscheinlich wieder den Hornblenden einverleibt werden, so ist doch die Abfolgestellung der gemeinen blaustichigen Hornblenden in Nr. 86 problematisch. Ich möchte hier ausdrücklich hervorheben, daß ich mich Frasls Standpunkt, wonach diese jünger als die blassen wären, derzeit nicht anschließen kann, ihn aber auch nicht ablehne, da ich noch über keine diesbezüglichen Schliffe verfüge. Außerdem sind nach meiner Meinung Nr. 86 und Nr. 84 aus verschiedenen Ausgangsmaterialien entstanden (s. o.).

Unter den Basiten der Knappenwandmulde gibt es also sedimentogene (tuffogene) Epidotamphibolite und magmatogene Amphibolite, teils auf Effusiva, teils auf Intrusiva zurückzuführen. Die magmatogenen entsprechen mindestens variszischen Ophiolithen (vielleicht noch älter), die sedimentogenen altersgleichen Tuffen und mergeligen Sedimenten.

Literaturverzeichnis.

1. Angel. F. (1940): Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz, 251—304.
2. Cornelius, H. P. (1944): Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge. Ber. d. Rst. f. Bdfsch., Wien, 25—31.
3. — (1949): Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Diese Zschr., **158**, 543—570.
4. Cornelius, H. P. und Clar, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes, I. Abh. Zwst. Wien d. Rst. f. Bdfsch.
5. Del Negro, W. (1949): Geologie von Salzburg. Wagner, Innsbruck.
6. Eskola, P. (1925): The Mineral Development of Basic Rocks in the Karelian Formations. Fennia 45, No. **19**.
7. Frasl, G. (1953): Die beiden Sulzbachzungen. Jb. geol. B. A., **96**, 143 bis 192
8. Goldschlag, M. (1914): Über die optischen Eigenschaften der Epidote. Tsch. Min. Petr. Mitt., **34**, 23—60.
9. Hammer, W. (1935): Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. Jb. geol. B. A., **85**, 1—19.
10. — (1938): Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaues und der Kitzbüheler Alpen. Verh. geol. B. A., 171—181.
11. — (1940): Zur Gliederung des Zentralgneises im Oberpinzgau. Mitt. Rst. f. Bdfsch., Wien, 25—31.
12. v. d. Kaaden, G. (1951): Optical Studies on Natural Plagioclase Feldspars with High- and Low-Temperature-Optics. Diss. Univ. Utrecht.
13. Karl, F. (1952): Aufnahmsbericht Blatt Wald 151/2. Verh. geol. B. A., 22—24.
14. — (1956): Eine Arbeitshypothese als Beitrag zum Zentralgneisproblem in den Hohen Tauern. Anz. Ak. Wiss., Wien, 1—4.
15. Kieslinger, A. (1936): Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten. Jb. geol. B. A., **86**, 253—264.
16. Kober, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. Springer, Wien.
17. — (1955): Bau und Entstehung der Alpen. Deuticke, Wien.

18. Köhler, A. (1942): Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Tsch. Min. Petr. Mitt., **53**, 24—29.
19. Kölbl, L. (1932): Das Nordostende des Großvenediger Massives. Diese Zschr. **141**, 39—66.
20. Kraus, E. (1951): Die Baugeschichte der Alpen. Akademie-Verlag, Berlin.
21. Leitmeier, H. (1942): Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales . . . Tsch. Min. Petr. Mitt., **53**, 271—329.
22. — (1950): Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. Tsch. Min. Petr. Mitt., 3. F., **1**, 390—413.
23. — (1955): Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar? Jb. geol. B. A., **98**, 33—66.
24. — (1956): Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise“ in den Hohen Tauern . . . Tsch. Min. Petr. Mitt., 3. F., **5**, 303—334.
25. Löwl, F. (1894): Der Groß-Venediger. Jb. k. k. geol. R. A., **41**, 515 bis 532.
26. Peters, C. (1854): Die geol. Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbes. der Centralalpen. Jb. k. k. geol. R. A., **5**, 766—818.
27. Scharbert, H. G. (1954): Vorbericht über Untersuchungen an den Grüngesteinen des Tauernnordrandes. Anz. Ak. Wiss., Wien, 37—39.
28. — (1954): Zweiter Vorbericht . . . ibid., 143—147.
29. — (1954): Eine Bemerkung über den „Barroisit“. Der „Karinthin“, **28**, 46—47.
30. Staub, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, **82**, 54—86.
31. Stur, D. (1854): Die geol. Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hoch-Golling und dem Venediger. Jb. k. k. geol. R. A., **5**, 818—852.
32. Tröger, E. (1952): Optische Tabellen. Schweizerbart, Stuttgart.
33. Turner, F. J. (1948): Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. Geol. Soc. Am., Memoir 30.
34. — (1951): Observations on Twinning of Plagioclase in Metamorphic Rocks. Am. Min., **36**, 581—589.
35. Weinschenk, E. (1891): Ganggestein aus dem Habachtal. Tsch. Min. Petr. Mitt., **12**, 328—331.
36. — (1894): Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speciell des Venedigerstockes, II. Abh. bayr. Ak. Wiss., **18**, 65—96.
37. — (1903): Dtto. III. Ibid., **22**, 261—340.